

松島湾周辺に分布する中新統の層序について

著者	柴田 豊吉
雑誌名	東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告
巻	63
ページ	41-59
発行年	1967-03-27
URL	http://hdl.handle.net/10097/33160

松島湾周辺に分布する中新統の層序について

柴 田 豊 吉

I. は じ め に

本地域の地質については、過去 30 数年間にわたって多くの人々によって調査され、仙台周辺の地質と比較検討され、ことに、第三系の層序対比・層相変化などの問題が明らかにされてきた。これまでの結果から、仙台周辺を含めて、本地域に分布する新第三系は、あまり大きな地殻運動——変動——を受けたとは考えられない。また、それらの岩相および古生物学的資料から、これらの堆積物——地層——の大部分は、浅海底に堆積したものと考えられる。むしろ、これらの地域は、火山碎屑物質が多く目立って、いくつかに分けられる地層ごとの対比に混乱が生じているようにさえおもわれる。

一方、東北日本の構造地質学的な見地から、本地域、あるいは、この地域付近を通る北西～南東性の先第三系の基盤構造について、大森昌衛 (1954) は石巻～鳥海山構造帯の名称で、東北日本の基盤構造について論をすすめたのを始めとして、その後、この構造帯について、多くの人々 (藤岡, 1958; 北村, 1958, 1959; 藤田至則, 1960; 生出・大沼, 1962; 八島・生出, 1966) によって松島 (仙台)～本荘帯などの名称で呼ばれるようになった。

この報告では、うえにのべたようないろいろの問題をもつ本地域に分布する新第三系の岩相が、地表地質調査で、どう分布して、どう区分されるか、また、仙台市周縁のそれとどう岩相の対比が可能かをおもな目的としてしるすものである。

まえにものべたように、この地域の地質、ことに、その層序については、多くの人々の調査資料はあるが、ごく総括的なものが発表されているだけで、とくに層序の記載をして発表されたものの数は少ないので、本地域の新第三系の層序をしるすことはあながち無意味ではあるまい。本報告はこの地域についての最終的な結論ではなくて、ほんの一試案にすぎず、筆者としても、これらの地表地質調査によってつくった層序の客観性をより確実なものとするために、今後の努力をつづけた。各位の御批判・御検討をとくに希望する。このような基礎的資料の集積から、うえにのべたような問題がより具体化し、再確認されうるのではないかと信ずる。

本報告をつくるにあたって、畑井小虎・岩井淳一教授らから、つね日ごろ多くの便宜をあたえられ、たゆまぬ御指導と有益な御助言をいただいた。また、当教室の北村信助教授を始めとする多くの職員の方々からは、つねに有益な御意見などあたたかい御支援をいただいた。ここにあわせて厚く感謝の意を表する。さらに、この地域に関係した試錐、さく井資料提供、または、そのための現地踏査など、調査の機会ごとに本地域に同行して下さった東北ボーリングさく井株式会社の専務藤田博志氏および同会社社長寺島正雄氏に厚く御礼申し上げる。また東北大学教養部の生出慶司氏らを始めとする多くの方々に心から感謝をする。この調査に要した費用の一部は文部省科学研究費と斎藤報恩会研究補助金をあてた。

II. 調査地域と行政区画

松島湾は、東北地方の東海岸、牡鹿半島の南、仙台湾にのぞむ仙台平野といわれる海岸平野の前面の単調な砂浜の景観を破って位置する東西約 10km 南北約 10km の広さを持ち、最深水深約 10m

たらずの大小幾多の島嶼をうかべる風光明眉の地域である。

この報告でのべる地域は、おもに宮城郡七ヶ浜町と利府村、松島町と塩釜市、それに桃生郡鳴瀬町の東部地域が行政区画区分になっている。使用地図は国土地理院発行の2万5千分の1；塩釜・松島・小野・宮戸島の4枚を用いた。

本地域にみられる層序を区分し記載するにあたって、筆者は、便宜上、次の4地域に区分した。すなわち、松島湾に面する地域を、西から東にかけて、七ヶ浜・塩釜～松島・手樽～野蒜・宮戸～浦戸の各地域ごとに記載を行った。七ヶ浜地域は、おもに宮城郡七ヶ浜町と多賀城町の東部の一部を含む。塩釜～松島地域は、塩釜市の一部・宮城郡松島町の西部と利府村の一部を含み、本報告でのべる中新統の層序の全部がよく分布する地区である。手樽～野蒜地域とする地区は、宮城郡松島町の東部と桃生郡鳴瀬町のおもに松島湾にのぞむ一帯を含めた。宮戸～浦戸地域の行政区画区分は、おもに、塩釜市と桃生郡鳴瀬町に属し、松島湾内にみられる大小さまざまな島嶼の過半数が分布する地域である。この地域は、東から西に向って、宮戸島から寒風沢・野々島・桂島をへて、七ヶ浜地域にいたるまで、岩相および層序をよく追跡できる地域である。

III. 層序概説と対比

松島湾周辺に分布する中新統の堆積物は、海成のものがおもで、同時に、火山碎屑物が多く含まれている。これらの中新統の堆積物は、塩釜～松島・七ヶ浜地域の一部で、下位の先第三系（利府層～三畳系）とおそらく後期白亜紀の貫入とおもわれる花崗閃緑岩の上に不整合関係で堆積している。中新統の最下部は、輝石安山岩質を特徴とする角礫質凝灰岩からなる火山碎屑物の岩相で、かつて、塩釜集塊岩 (Hanzawa *et al.*, 1953) とよばれたが、この報告では塩釜火砕岩層と呼ぶことにする。一方、宮戸～浦戸地域でみられる同様の岩質をもち、同層準とみられる最下部の岩相を、潜ヶ浦火砕岩層と命名した。これらの分布は、塩釜地域の西部と宮戸島の東部一帯にしか分布していない。うえにのべたそれぞれの岩相の上位に、塩釜～松島地域では佐浦町層と網尻層がみられる。これらの岩相は、下部から上部にかけて、含まれる礫の型は、角礫から円礫となり、その粒径も大塊より小塊となり、ついには、砂・シルト質のような碎屑物質となり、成層が顕著となる。これらの2層を合わせて、松島海岸・浜田付近では、浜田層 (Hanzawa *et al.*, 1953; 藤田・小池, 1953) と呼ばれてきた岩相に相当する。佐浦町層と網尻層を合せて塩釜市一帯では、その厚さが約300mを越える。また、宮戸島の東部で、まえにのべた潜ヶ浦火砕岩の上位に、よく成層した緻密なシルト岩と砂岩の互層がみられる。層位的に、塩釜～松島地域の佐浦町層と網尻層とを合わせた層準に対比し、宮戸島の室浜を模式地とした室浜層と名づけた。その厚さは、わずかに約30m前後である。この岩相は、宮戸島でしかみることはできない。もし、塩釜付近と宮戸島に分布するこれらの岩相の対比が正しいとするならば、両地域に分布する岩相と、それらの厚さの差異が、わずかに10数kmの地理的な条件の違いでうえにのべたようにみられることは、それらの堆積作用、もしくは、この地域の基盤運動を考えるのに、興味ある事実である。

塩釜～松島地域の網尻層と宮戸～浦戸地域の室浜層の上位に、本調査地域全域を通じてみられる前記の塩釜・潜ヶ浦火砕岩より酸性の溶液から発生したとみられる火山碎屑物質よりなる塊状の灰白色の浮石質凝灰岩が覆う。七ヶ浜地域では、葦山安山岩と東宮浜層の下部 (Shibata and Fujita, 1966) の角礫質凝灰岩、塩釜～松島地域の松島凝灰岩、手樽～野蒜地域の野蒜凝灰岩、宮戸～浦戸地域の里浦凝灰岩がそれである。これらの凝灰岩は、本調査地域の全体によく追跡することができる。調査地域の西域、すなわち、松島・七ヶ浜地域では、これらの凝灰岩は、種々の型の礫を含み、その種類も多く、多数礫は葦山安山岩と同質のものである。また、この地域では、これらの凝灰岩は、下位の佐浦町層・網尻層あるいは先第三系の利府層を不整合関係で覆っている。さらにまた、

七ヶ浜地域では、東宮浜層の下部の上部または上部の凝灰質砂岩層は、湊浜シルト岩部層 (Shibata and Fujita, 1966) と指交関係にあり、西から東にかけて、凝灰質な粗粒の岩相が細粒の堆積物に移行している。この湊浜シルト岩部層の下部は、さらに、塩釜地区に分布する網尻層に整合に移り変わる。湊浜シルト岩部層のなかには、多数の巨礫～人頭大の礫をもつ角礫岩層が2～3枚挟在している。これらの角礫岩をつくるおもな岩質は、葦山安山岩のそれと同質のものが多く、多数礫を構成している。このようなシルト岩と凝灰質砂岩の互層に角礫岩を挟在する岩相は、七ヶ浜地域から東域に広く分布している。宮戸～浦戸地域に分布する浦戸層は、下位の里浦凝灰岩を整合に覆うシルト岩と凝灰質砂岩のよく互層した岩相で、七ヶ浜地域の湊浜シルト岩部層に対比できる。浦戸層のなかにも、また、湊浜シルト岩のなかに挟まれている角礫岩層と同様の角礫岩層が挟まれていて、野外調査のためのよい鍵層となっている (桂島角礫岩部層)。浦戸層に挟まれる上記の角礫岩層の上位、または下位の砂岩層から、保存は悪いが多数の貝化石が産出する。手樽～野蒜地域に分布する野蒜凝灰岩は、宮戸～浦戸地域の里浦凝灰岩、塩釜～松島地域の松島凝灰岩に対比可能で、その上位に整合に凝灰質シルト岩と凝灰質砂岩の互層からなる陸前大塚層がみられる。陸前大塚層は、まえにのべた宮戸～浦戸地区に分布する浦戸層のなかに挟在する角礫岩層は含まれておらず、粗粒の凝灰岩または凝灰質砂岩のバンドがところどころみられる。この岩相は、これまでのべてきた層位から、宮戸～浦戸地域の浦戸層に対比できる。陸前大塚層の上部は、手樽北方では、凝灰質の砂岩に富み、後述する白坂山凝灰岩に整合関係で覆われる。陸前大塚層を手樽付近から西に松島地区に追跡すると、偽層をもつ

Table 1. Correlation Table of the Miocene Formations around Matsushima Bay

松島湾周辺の中新統の対比表

Shichigahama 七ヶ浜地域	Shiogama-Matsushima 塩釜～松島地域	Tetaru-Nobiru 手樽～野蒜地域	Miyato-Urato 宮戸～浦戸地域
	Bangamori Formation 番ヶ森層 80m+		
	Shirasakayama 100m± 白坂山凝灰岩	Tuff 40m+	?
Toguhama Fm. 40m+ 東宮浜層	Hatsuhara Formation 初原層 40m～60m	Rikuzen-Otsuka Formation 陸前大塚層 50m	Urato Formation 浦戸層 80m+
湊浜シルト 50m+			
Minatohama	Matsushima Tuff 松島凝灰岩 80m±	Nobiru Tuff 野蒜凝灰岩 60m+	Satoura Tuff 里浦凝灰岩 80m
Nirayama And. 40m+ 葦山安山岩		?	
	Ajiri Formation 網尻層 150～200m		Murohama Formation
	Sauramachi Formation 佐浦町層 80～100m		室浜層 30m
	Shiogama Pyroclastics 塩釜火砕岩 60m+		Katsugi-ga-Ura Pyroclastics 潜ヶ浦火砕岩 80m+
			?
	Triassic Rifu Formation		

凝灰質粗粒～中粒砂岩を主とする岩相に移行する。この岩相は、松島地区でみられる松島凝灰岩の上位に整合に覆う初原層である。初原層のさらに上位に、同じく整合関係で白坂山凝灰岩が重なる。白坂山凝灰岩は白色塊状の浮石質凝灰岩で、松島地区から東方に、まえにものべた手樽地区の北方まで連続して追跡することができる。白坂山凝灰岩の下位層、すなわち、松島地区の初原層と、手樽地区の陸前大塚層は、松島凝灰岩と野蒜凝灰岩の上位に位置をしまして、松島地区から手樽地区まで、つまり、西から東に向って、その岩相が粗粒から細粒のものに移行することは、本地域全域の堆積史を考えるのに興味ある事実である。塩釜～松島地域の北部、すなわち、松島地区の西域一帯に分布する番ヶ森層は、前述の白坂山凝灰岩の上位をさらに整合に覆う、主として粗粒の凝灰質砂岩からなる岩相である。番ヶ森層・白坂山凝灰岩・初原層は、ともに松島地区では「利府～長町構造線」の以北にしか分布していない。そして、番ヶ森層は、仙台市北東部の青麻層に追跡することができる。

松島湾周辺地域に分布する中新統の層序およびそれらの対比を簡単にのべた。ここにかかげた表 (Table 1) は、これまで述べてきた各層の層序と対比をまとめたものである。各層の厚さもあわせてしるしておいた。

これらの各層の厚さは、あくまでも概算した厚さであることを、とくに、ここでお断わりしておく。何故なら、この調査地域にわたって分布する各地層のなか、または、各地層にわたって、著しく「小断層」がみられるからである。そのために、それらの断層を一つ一つ復原して地層の厚さを求めることは、時間的な制約もうけるので、この報告で述べる各地層の厚さは、これまで述べてきたような各層のなかに挟まれる鍵層となる岩相の下限を基準として、それらの厚さを算定した。また、この地域全域にわたってみられる「小断層」については、藤田ら (1965) が、とくに、「面なし断層」の成因にまつわるいくつかの問題点を指摘しながら詳細に興味あることがらを述べてあるので、この報告では、それらの問題についてはふれないで、今後の機会にゆずりたい。

IV. 層 序

A. 塩釜～松島地域

この地域は、松島湾周辺に分布する中新統が、下部より上部にかけて、最もよく揃って観察できる地域である。中新統は岩相の特徴から、つぎのように区分できる。すなわち、下位より上位にしたがって、塩釜火砕岩層・佐浦町層・網尻層・松島凝灰岩・初原層・白坂山凝灰岩・番ヶ森層の7つの単位である。これらのうち、西塩釜から浜田をへて松島海岸にかけて分布する佐浦町層と網尻層の岩相を合わせて、Hanzawa *et al.* (1953) は浜田層の名称でよんでいる。

つぎに、これらの中新統の各層の基盤として分布する利府層の簡単な記載とともに、それらの大略を述べることにする。

1. 利府層 Rifu Formation (Ichikawa, 1949)

模式地：宮城県宮城郡利府村の樽田、赤沼一帯。

分 布：本地域では、北部と南部に別れて分布している。北部は上記の模式地付近一帯で、南部は、七ヶ浜地域の西、宮城郡多賀城町にみられる。北部の分布は「利府～長町構造線」によって限られ、それ以北には分布していない。

岩 質：本層は暗灰色をおびた薄くラミナの発達する細粒砂岩・シルト岩、塊状の細粒砂岩 arkose 砂岩からなる。

北部に分布する地域では、一般にその走向は $N50^{\circ}\sim 60^{\circ}E$ で、北西または南東に約 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ の傾斜をもつ。また南部の多賀城一帯は、おもに、南北に近い走向で、西に約 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ の傾斜を示している。

樽田、赤沼付近、または藤田付近で、さきにのべた「利府～長町構造線」を境として、その構造線の北西側には、後述する中新統の白坂山凝灰岩・番ヶ森層が直接に接している。

本層は、多くの人々によって研究され、多くの三畳系の化石が記載 (Yabe, 1918; Yabe and Shimizu, 1927; Shimizu, 1931; Yabe and Shimizu, 1933; Ichikawa, 1949; Onuki and Bando, 1959; Bando, 1964) されて、その時代は Anisian および Ladinian とされている。

しかし、中沢 (1963) は、利府村樽田から赤沼にかけて分布する本層のうえを、明らかに不整合に覆う塩釜火砕岩層を区別し、塩釜火砕岩層の最下部にあたる層準のなかに含む粗粒砂岩の角礫のなかから *Nipponitrigonia* を多数発見した。そして彼は、本地域に分布する利府層堆積以後の地史について、この地域にも、下部白亜系の存在する可能性など、2・3の問題を提起している。この報告では、とくに、それらの問題が主題ではないので、ここでは省略するが、今後の課題とした。

それはともかくとして、うえに述べたように、利府層は、松島湾周辺に分布する中新統の基盤として存在する唯一のものである。後述する塩釜火砕岩層、松島凝灰岩、東宮浜層、初原層、白坂山凝灰岩、番ヶ森層など、また、仙台市北東部に分布する青麻層、七北田層などの各層準に含まれる礫は、本層を構成する岩質であることが多い。このことは、利府層が、これら中新統の各層の堆積する場の基盤の一部であったことを示す明白な証拠である。また、利府層を起源としたそれらの礫種、それらの礫をふくむ層準、およびその連続性などの諸資料は、仙台周辺をふくめた本地域の新第三系の堆積史を考察するうえに果す役割は大きい。

利府層は、場所により、多くの玢岩の岩脈が貫入し、ときには著しく変質していることもある。これらの岩脈の玢岩類も、うえに述べた各層準に礫として交えられることもある。また、地質図には示していないが、利府村、瓦焼場北西付近一帯に花崗閃緑岩が見られる。この花崗閃緑岩は、おそらく、東北日本でみられる後期白亜紀の侵入と同時期の侵入によるものとおもわれる。この分布は、転石の分布から判断して、ほんの数 100m 平方で、おそらく、そんなに広い分布とはおもえない。明確な他の岩相との接触点は観察できないが、後述する番ヶ森層に覆われているとおもわれる。仙台周辺の、まえに述べた中新統の各層のなかや鮮新統の基底部にみられる花崗岩礫、また、本地域に分布する前述の各層中にも、量はそんなに多くないが、ときどき混入してくる花崗岩礫は、ここに述べたような分布をもつ基盤岩から運ばれて挿入されたものであろう。

2. 塩釜火砕岩層 Shiogama Pyroclastics (藤田・小池, 1953)

模式地：塩釜市塩釜神社境内

層 厚：100m～300m

分 布：浜田西方、吉津、梅の宮、塩釜市街地の西域、多賀城町周辺に断片的に分布する。また、分布地域の北西部は、石巻街道ぞいに分布し「利府～長町構造線」によって限られ、それより西域には分布しない。この構造線により本層は後述する番ヶ森層と接している。

岩質および岩相：本層の外観は、一般に、暗紫色ないし暗青灰色をおびた色にみえる。模式地付近では、主としてしそ輝石安山岩の径約 20cm～50cm の大きさをもつ火山角礫・ときには火山円礫をふむ安山岩質凝灰岩からなっている。比較的上部になるにしたがって、凝灰質角礫岩と凝灰質砂岩との不規則な互層に移り変る。塩釜神社から小松崎をへて、梅の宮付近では、石英粒を多く含む塊状の灰白色の浮石質凝灰岩を挟む。この部分には、まれに、*pisolite* を含むことがある。また同様の岩相は西塩釜国鉄駅の西方、さらに上野原赤沼西方でもみられるが、何れも本層のなかの明確な層準は、いまのところはっきりしていない。小松崎から梅の宮付近では、上記の凝灰岩を主として凝灰角礫岩・火山角礫岩をはさんでいる。浜田西域から吉津にかけて、火山角礫が優勢に含まれ、ときには、凝灰角礫岩・凝灰質砂岩と互層する部分もある。この報告では、このように、火山角礫岩が

優勢な岩相を、他と区分して塩釜火砕岩層とした。これまで述べてきた岩相は、塩釜集塊岩（志賀 1937 MS.）の名で呼ばれてきたが、この岩相に対して集塊岩という語を使用することは、最近の火山碎屑物に使用する定義からいって、あまり適当な用法ではないので、ここにその使用をさけた。

この岩相は、さきに分布の項で述べたように、それらの地区を浜田の西方から、ほぼ南西に、西側は「利府～長町構造線」により画され、大体 $N30^{\circ}E \sim N40^{\circ}E$ の走向で約 10° 南東に傾斜しながら分布している。

本岩相の分布地域全般にわたって、そのなかに含まれる先第三系の角礫は、利府層の分布する地域に接近するか、または、層位的に最下部になるかによって、その混入する数が多くなる傾向がある。このことは、前項でふれた中沢 (1963) の提起する問題に関係があるとおもわれる。また、この岩相に含む火山角礫の大きさは、下部ほど大きさを増し、上部ほどその径は小さくなり、円礫の混入も多くなり、基質も火山碎屑質から砂質に移り変るのがみられる。このように本岩相は上位の佐浦町層に漸移する。

層位関係：これまで述べてきたように、本層は、下位の第三系の利府層とは、赤沼・樽田付近では、はっきりした不整合関係にある。また、上位の後述する佐浦町層とは塩釜神社付近では整合に漸移し、一部指交関係にある。

3. 佐浦町層 Sauramachi Formation (Hanzawa *et al.*, 1953)

模式地：塩釜市佐浦町および仙石線西塩釜付近一帯

層 厚：約 80m～100m

分 布：本層は、仙石線浜田駅北方の姉取山の南麓から、北東～南西方向に分布する。すなわち、浜田の西、須賀の西、吉津の西、佐浦町一帯である。また、多賀城町一帯にもわずかに分布している。本層の分布もまた、前述の塩釜火砕岩層の分布と同様に「利府～長町構造線」以南にだけみられる。

岩質および岩相：本層は前述の塩釜火砕岩層から上位に漸移関係にあるので、これと同質の火山碎屑物質が主になって構成される。すなわち、灰白色の凝灰岩、凝灰質砂岩、凝灰質シルト岩などを含み、安山岩質礫によって構成する凝灰角礫岩層を挟み、場所により貧弱な垂炭層をも含む。本岩相は、側方にも、また上下にも、岩相の変化が著しい。とくに、浜田付近では、火山円礫、凝灰質角礫岩、凝灰質砂岩などで、岩相変化のはげしい互層からなっている。吉津および西塩釜付近では、凝灰質砂岩の多いシルト岩との互層で、このシルト岩は南域にいくにしたがってよく発達し、また逆にこの付近から北域にいくにしたがって、凝灰質角礫岩が優勢となって、浜田付近では火山円礫がはさまれてくる。このように、本層を構成する各地層の連続性は著しく乏しく、南にいくにしたがって堆積物の粒子は小さくなり、シルト岩質のものが優勢となり、北方にいくにしたがって火山碎屑物質が粗粒となる傾向がある。

層位関係：下位の塩釜火砕岩層とは漸移して整合関係にある。浜田付近では、本岩相は火山角礫岩の量および大きさを増して、塩釜火砕岩層と指交関係にある。

化 石：本層の比較的下部の凝灰質シルト岩および砂質シルト岩から *Liquidamber* を主とする植物化石を報告してしている (Okutsu, 1955)。また、本層からは、*Eostegodon pseudolatidens* (Yabe) の産出が報告されている (志賀, 1937 MS.)。

4. 網尻層 Ajiri Formation (Hanzawa *et al.*, 1953)

模式地：塩釜市網尻付近一帯

層 厚：約 80m～100m

分 布：松島海岸駅西の東北線切割から南西方向に海岸ぞいに分布している。すなわち、浜田、

須賀, 吉津, 西塩釜駅付近, 塩釜市築港一帯, 網尻付近などである。また本層は, 七ヶ浜地域に分布する湊浜シルト岩 (Shibata and Fujita, 1966) と連続するものである。一方, 松島町高城付近にも本層が分布する。

岩質および岩相: 本層は, おもに凝灰質砂岩, 凝灰岩, 礫岩の互層からなって, 凝灰岩のなかには, 場所により, 安山岩類の亜角礫または亜円礫を含み, 礫岩に移化する部分もある。全体として暗灰色をおびている。本層も, 前述の佐浦町層と同様に, その比較的下部は側方への岩相の変化がはげしい。浜田付近では, 火山円礫はみられなくなり, 凝灰質角礫岩, 凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩の互層がみられる。浜田から塩釜の市街地にいたる一帯では, 凝灰質砂岩, 浮石質凝灰岩, 凝灰質角礫~亜角礫岩の互層からなって, これらの互層のなかには, 上位にいくにしたがって, シルト質の砂岩層のはさみが多くなる。網尻付近では, 凝灰質砂岩と凝灰岩との互層がおもで, その上位には凝灰質の砂岩, シルト岩の互層が重なり, さらに上位には, 灰白色の凝灰質の細粒砂岩とシルト岩の互層がみられる。この部分の上位に, 湊浜シルト岩部層が連続する。このように, 本岩相は, 南にいくにしたがって堆積物の粒子が細くなり, シルト質が著しくなり, 逆に, 北にいくにしたがってその粒子は粗く, 火砕物質が多く, 礫の発達も顕著となるようである。

層位関係: うえにのべたように, 本岩相の分布する北域, すなわち, 浜田付近の松島湾沿岸一帯では, 岩相の変化がはげしく, 下位層の佐浦町層とは, 一部, 側方へ漸移の関係にある。しかし, 分布地域の南域になるにしたがって, 本岩相の下部には, いくらかの礫岩層をもつが, 佐浦町層とは上位に整合関係で覆っている。一方, 上位の松島凝灰岩と本層との関係は, 一部整合, 一部不整合の関係にある。

化石: 本層からは, *Vicarya* をはじめとして多数の貝化石が産出する (Nomura, 1935)。また, かつて, 模式地網尻東方, 数 100m の仲の島築港作業現場の本層から *Desmostylus japonicus* Yoshiwara and Iwasaki が産出した (Nomura, 1935; Yabe, Nomura and Hatai, 1939; Shikama, 1966)。

佐浦町層と網尻層とは, 以上のべてきたように, 側方へも上下にも, それらの岩相が場所によりはげしく移り変わり, 両者は, 下位の塩釜火砕岩層とも密接な関係で堆積したものとおもわれる。このことは, 浜田およびその西方地域一帯でよく観察できる。これらの佐浦町層と網尻層とを合わせた岩相を, Hanzawa *et al.*, (1953) は浜田層, 藤田・小池ら (1953) は浜田互層とよんだ。さらに, 藤田・小池らは, 浜田付近の塩釜火砕岩層の上部は, 浜田互層の縁辺粗粒相として, 浜田層と同時異相の関係にあるという考えを述べている。

地質図の分布からも判断されるように, 佐浦町層および網尻層の走向, 傾斜は, 北から南に, N-S から N10°E で傾斜は 20°E から 30°E, 浜田付近では N10°~20°E, 傾斜は 20°E, 塩釜一帯では N30°E, 20°E, 七ヶ浜の代ヶ崎では, 東西で南に 10~20° である。それらの走向・傾斜は, まえにものべたように, 松島湾周辺一帯にみられる「小断層」群の存在のため, 必ずしも正確なものとはいえないが, 各地層の分布から判断して, そんなに不正確な数値ではない。佐浦町層と網尻層とを合わせた岩相の傾斜だけをみると, 下部より上部にかけて, 急から緩くなるようにみられる。このことは, あながち, 小断層群の影響にだけむすびつけて説明をすすめるわけはいかない。このような現象は, 浜田付近一帯では, なおいっそうはっきりしているかもしれない。

5. 松島凝灰岩 Matsushima Tuff (Hanzawa *et al.*, 1953; 藤田・小池, 1953)

模式地: 国鉄, 仙石線, 松島海岸付近一帯

層厚: 80m±

分布: 姉取山, 松島海岸五大堂付近一帯から北方に, 東北線を横切り, その北は東北線の西側に分布して, 三居山, 新橋北方で, 上位の初原層に覆われ地下に潜ぐ。また, 松島海岸から南に,

湾沿いの半島部に分布し、塩釜市内裡島付近までみられる。また、高城東部、磯崎東部から手樽まで追跡することができる。この松島地区から東域では、手樽～野蒜地域の項で述べる野蒜凝灰岩と名づける本凝灰岩と同層準の凝灰岩が分布する。また、松島湾北部に位置する九ノ島、焼島をはじめとする松島群島は、すべて松島凝灰岩の分布で占められている。

岩質および岩相：この凝灰岩は、淡黄色または淡青灰色の石英をふくむ塊状の浮石質凝灰岩がおもである。基底部または、比較的下部にあたる層準では、場所により、径 2m～3m 以下の大きさをもつ岩塊が多くとりこまれている。それらの礫の種類は、場所によって多少違うが、浜田の北方付近では、花崗閃緑岩、石英斑岩、角閃玢岩、おそらく利府層からもたらされた砂岩、頁岩などの岩塊をまじえ、本凝灰岩の起源とおもわれるしそ輝石安山岩質の火山角礫が圧倒的に多い。また、本岩相の上部になるにしたがって、もし岩塊が含まれるときがあると、水成岩の岩塊が多く認められる。ときどき、これらの水成岩塊のなかに、植物破片などの化石がみられる以外、この凝灰岩には、化石は含まれていない。うえに述べたように、この凝灰岩は、とりこまれている岩塊の数の多少によって、一見、岩相の差があるようにみえるが、本質的には、分布地域内のどこでも、ほとんど、その変化はみられない。ときどき、場所により、この凝灰岩を構成する粒子の配列のしかたから、水中に堆積したとおもわれる部分もある。

層位関係：松島海岸の西、長老坂の西で、下位の塩釜火砕岩層を直接本凝灰岩が不整合におおっているのがみられる。また、姉取山の南の中腹付近では、塩釜地区から追跡できる佐浦町層の上に、網尻層を欠いて覆っている。ここでは、その接触点はみえにくい。松島海岸付近一帯から南域の庵島にかけて、本凝灰岩と網尻層との関係は、数箇所で見ることができる。これらの関係は、両者がたがいに約 5° から約 20° までの斜交する不整合関係にみられる。この斜交のしかたの度合は、これらの関係のみられる地点が、北にいくほど大きく、南の内裡島付近では、両者の関係は平行になり、整合関係にみられる。このように、松島凝灰岩と下位層との関係は、たんに、直下の網尻層との関係だけでなく、凝灰岩の分布する姉取山付近から東、または南東にむかって、不整合関係から整合関係に移行している。このような現象は、凝灰岩をもたらし火山活動と、それから発生した火山碎屑物質の堆積する場の関係を示すもので、松島凝灰岩の堆積する以前の地質構造運動をも合わせて、この周辺の地史を解釈するうえで重要な手がかりの一つであろう。もちろん、藤田・小池 (1953) らが述べているように、下位層と本凝灰岩の堆積するまでの間の地質学的時間はそんなに大きなものではないと考えられる。

本凝灰岩の上位には、整合関係で初原層がみられる。

6. 初原層 Hatsuhara Formation (Hanzawa *et al.*, 1953)

模式地：松島町初原一帯

層 厚：40m～60m

分 布：松島海岸の西、湯の原から北に模式地の初原まで、初原部落から走向を北東にかえて東北線の切割まで分布する。根廻北部付近では、走向を逆に北西にかえて仙石線手樽付近まで追跡できる。本層は、湯ノ原の南で「利府～長町構造線」で、松島凝灰岩に直接に接して、それ以南には分布していない。また、根廻部落北方一帯から国道 45 号線をこえて北西～南東に、本層の岩相が、いちじるしくシルト岩がちのものになり、手樽～野蒜地域に分布する。この岩相は、後述する陸前大塚層と名づけるものである。

岩質および岩相：本層は偽層理の著しい粗粒または中粒の凝灰質砂岩を主とする。場所により、中部と上部に、シルト岩の薄層が挟まれている。また、本層中部には、安山岩の小礫を多数含む粗粒砂岩がみられる。初原付近では、この層準に多数の貝化石がみられる。この粗粒砂岩層の上位には、比較的浮石片が少ない中粒砂岩がみられる。

層位関係：下位の松島凝灰岩とは整合である。高城川の西方に分布する本層と松島凝灰岩との関係は、田中部落の北から南東に入る沢、また、湯の原の東など数個所でみることができる。すなわち、下位の白色塊状の浮石質凝灰岩の上部は、細粒の浮石片と砂粒が分級され、徐々に粗粒砂岩となり、偽層理をもつようになる。場所によって、この部分には、小豆大の安山岩質の小礫が含まれることもある。

一方、高城川の東方でみられる本層と松島凝灰岩との関係は、前述の漸移部にみられる偽層理をもつ粗粒の凝灰質砂岩は、それと比較して、より泥質となり、上位になるにしたがって、シルト質がちとなり、はっきりした層理をもつシルト岩と凝灰質砂岩の互層にうつり変る。このシルト岩と凝灰質砂岩の層理をもった岩相は、これまで幾度も述べたように、南東方向に広く分布して、後述する陸前大塚層の模式地まで分布する。この岩相の上位には、徐々に砂粒に富む比較的泥質の層理をもたない岩相がみられ、上部になるにしたがって、無層理の浮石片の多くみられる青灰色の凝灰質砂岩となる。この岩相の上部は、浮石片に富む砂質凝灰岩に移行し、後述する白坂山凝灰岩に上位に漸移する。この関係は、国道 45 号線の南北の丘陵地付近一帯でよくみられる。

化石：初原付近にみられる本層中部の小礫をもつ粗粒砂岩から *Lucinoma acutilineatum* (Conrad) が多数採集される。

また、松島町一の渡部落付近から武田 (1949 MS.) はつぎの貝化石を報告している。すなわち、*Nucula* sp., *Yoldia* sp., *Neocardium* sp., *Dentalium yokoyamai* Makiyama などである。

7. 白坂山凝灰岩 Shirasakayama Tuff (Hanzawa *et al.*, 1953)

模式地：松島町白坂山付近

層厚：100m±

分布：松島海岸西部、利府～長町構造線の北側に、東北線赤沼信号所付近から北方に広く分布する。模式地白坂山と、その南、段山をむすぶ南北の稜線の両山腹、桜渡戸、田布施まで分布する。さらに、初原付近から、その北方、尾鹿の森山、泉ヶ原の南部、高寺をへて国道 45 号線ぞいの萩ヶ森山付近まで、下位の初原層の上位を、そのまま平行して分布する。国道 45 号線ぞいの萩ヶ森山付近から、その北方、十文字までの本凝灰岩は、前項で述べたように、初原層と後述する陸前大塚層の漸移部をおおい、この地域から東域には分布していない。

今回の調査では、おそらく、この凝灰岩の分布を、北西—南東方向の断層で、さしとめたものと解釈した。しかし、国道 45 号線を、さらに東進して鳴瀬川沿岸の宿浦付近で、一見白坂山凝灰岩に酷似する岩相がみられるが、あるいは、実際に、それは白坂山凝灰岩の層準にあたるものかも知れない。野外調査の結果からいって、うえに述べたような結果になる可能性は強いが、この報告ではふれないことにする。

岩質および岩相：黄白色または白色の塊状の浮石質凝灰岩がおもである。模式地付近では、浮石片の大きさは、2cm～3cm 程度である。場所によってはその大きさは、人頭大のものもある。浮石は発泡がよく、粗い多孔質である。白坂山付近では、本凝灰岩のなかに、ごくまれに、先第三系の水成岩やまたは安山岩質の小礫が含まれることがある。

この凝灰岩は、分布地域内では、ほとんどその岩相の変化はみられない。また化石も発見できない。

層位関係：下位の初原層のなかの凝灰質砂岩と漸移し整合におおう。この関係は、白坂山の東麓一帯、湯の原付近、泉ヶ原の南、国道 45 号線ぞいの萩ヶ森山の南域、また、その北方、十文字付近でよくみられる。これらの各地点でみられる両者の関係は、下位から上位に、浮石片の数と、その大きさを増し、漸移して凝灰岩に移行していて、ほとんど同様の関係にある。このことは、さらに下位の松島凝灰岩と白坂凝灰岩との間に挟まれて存在する初原層と、まえにも少し述べた陸前大

塚層との堆積環境の変化を考えさせる興味ある事実である。

8. 番ヶ森層 Bangamori Formation (Hanzawa *et al.*, 1953)

模式地：宮城郡利府村の赤沼北方の番ヶ森山一帯

層 厚：80m+

分 布：模式地の番ヶ森山と大郷町安戸部落をむすぶ線以西に広く分布する。本層は、利府～長町構造線により、それ以南には分布していない。本層は、仙台市北部、利府村の北西部、大郷町の南部に広く分布している。

岩質および岩相：本層は、おもに、偽層理の著しく発達し、場所により、また、層準により、浮石片の多数混入した最粗粒砂岩層からなっている。基底部には、粗粒砂を基質としたおもに安山岩質の礫や、おそらく利府層から運ばれたとおもわれる頁岩・砂岩・玢岩などの礫からなる硬い礫岩層がみられる。礫岩層のなかの礫の径は、2cm～20cm の大きさを持ち、その厚さは、場所によってちがうが、最大 2m にも達する。この礫岩層は、黒内沢、山居、中鈴付近でよくみられる。その上位には、砂・シルトによる薄い層理をもつ岩相がみられる。この岩相は、分布地域の東から西域にかけて、1m から数mにもおよぶ。さらに、上記の岩相のうえには、浮石片を含み、著しく偽層理の発達した最粗粒の砂岩がみられる。この岩相は、模式地、模式地の東段山など西域によく分布している。この上位には、場所により、その厚さは増減するが、厚さ約 2m ほどの、小豆大の安山岩質の礫を含む、最粗粒砂岩層がみられる。この砂岩層の色は、黄暗褐色をおびて、野外でよく追跡できる。段山山頂部、番ヶ森山西域、黒内沢の南西など、さらに西域に、鍵層として追跡される。この岩相には、一般に貝化石が含まれている。この上位には、灰白色を呈する偽層の顕著な粗粒砂岩層がみられる。その厚さは、15m 以上である。

層位関係：前記の白坂山凝灰岩と本層の関係は、本層の基底に礫岩層があるために、多少の浸蝕面も場所によってみられるが、それらは、ほんの局部的なものであって、両者の関係は整合である。

化 石：本層から採集された化石は、安井 (1962 MS.) によれば次のようなものである。すなわち、*Chlamys* cfr. *kaneharai* (Yokoyama), *Lucinoma acutilineatum* (Conrad), *Cardium* sp., *C. shinjiense* Yokoyama, *Dentalium yokoyamai* Makiyama, *Epitonium naganumense* Otuka, などである。

本層を構成するおもな岩相は、最粗粒の著しく偽層の発達した砂岩である。この岩相は、一見、前述の初原層に酷似している。この地域では、これらの両者の間に、白坂山凝灰岩が挟まれているので、それらの層位は、そんなにみあやまることがなく、それぞれに追跡することができる。一方、本層は、松島地区の西域、すなわち、仙台市の北部および北東部に広く分布している青麻層 (Shibata, 1962) に連続するものである。青麻層の上位には、さらに、偽層理の著しく発達した七北田層 (Shibata, 1962) がみられる。このように、初原層・番ヶ森層・青麻層そして七北田層と、いままでの調査結果から、これらの各層の層位および層準は、多少のずれはあるが、ほぼ同じ地質時代に堆積したとみてさしつかえない。これらの各層を合わせた著しく偽層理の発達した岩相の分布地域は、この松島地域から西域の内陸部にいたるまで、およそ 20km 以上にも達する。このように、同じ時期に、同じ岩相が、うえに述べた広さに堆積するという堆積条件を考えることは非常に興味深い。

B. 宮戸～浦戸地域

この地域は、塩釜～松島地域について、中新統の層序がよく揃っている。また、この地域は、七ヶ浜地域と松島湾をへだてて、大小の島々をわたって、各地層が、比較的よく追跡でき、お互いの地域を結びつける位置にあるので、さきに述べることにした。

この地域に分布する中新統は、つぎに示す4つの单元である。下位から順に潜ヶ浦火砕岩層・室

浜層・里浦凝灰岩・浦戸層である。この地域を概観して、地域の東部に下位の地層がみられ、西部に上位の地層がみられる。この地域の最上部の浦戸層は、地域内の中部から西部にかけて広い分布をもつ地層である。ことに、浦戸地区にみられる大小の島々は、ほとんどの地層からなっている。宮戸～浦戸地域には、基盤の先第三系は露出していない。

1. 潜ヶ浦火砕岩層 Katsugi-ga-Ura Pyroclastics (新称)

模式地：宮戸島東北部潜ヶ浦一帯

層 厚：本層の下限は露出していないので不明。80m+

分 布：宮戸島の東北部に分布する。

岩質および岩相：おもに、しそ輝石安山岩の火山碎屑物からなっている。下部は、径約 1m～1.5 m の大きさをもつ安山岩の岩塊が同質の火山碎屑物を基質とする 火山角礫岩がしめている。その厚さは約 30m にもおよぶ。上部になるにしたがって、漸移的に凝灰質角礫岩に移り変る。礫の大きさも 10cm～5cm の角礫となる。この岩相に含まれる角礫の配列のしかたで、これらの地層の概略の傾斜の方向がわかる。この岩相の上半部に含まれる角礫は、比較的、大きさも揃って、うえに述べたように、それらの礫の配列も認められることから、あるいは、水中に堆積したものかも知れない。

本層から化石は発見されなかった。

2. 室浜層 Murohama Formation (新称)

模式地：宮戸島東部室浜付近

層 厚：30m±

分 布：大高森と大浜部落を結ぶ丘陵の東麓を帯状に分布している。その走向・傾斜は、分布地域の北部では N30°W・15°～20°SW を示すが、南部の室浜の北では N40°～50°W、または、E—W, N70°E の走向に移り変わり、傾斜は 10° 前後とゆるくなる。本層の分布は、宮戸島だけに限られる。

岩質および岩相：おもに、よく成層したシルト岩がちのシルト岩と凝灰質砂岩の互層からなっている。ほぼ中部に、前項の安山岩と同質の安山岩の角礫をもつ凝灰質角礫岩が挟まれている。その厚さは、場所によって違うが、約 5m にも達することがある。この凝灰質角礫岩は、分布地域の北方では、そのなかに含まれる角礫は少なくなり、それと同時に、その厚さも薄くなり、シルト岩と凝灰岩の互層に移行する。

本層のシルト岩は、著しく緻密で、ラミナに沿って割れやすく、節理が発達している。風化面の色は黄褐色または茶褐色をしめし、割目に沿って乳白色をおびた石英脈が貫いているのがみられる。

本層には、貝化石はまれにしか含まれていない。中部には含まれている凝灰質角礫岩層の下位のシルト岩から、長谷 (1949 MS.) によって、*Yoldia* sp. が報告されているにすぎない。

層位関係：下位の潜ヶ浦火砕岩層とは整合に漸移している。潜ヶ浦および室浜北方の海蝕崖でよくみることができる。

3. 里浦凝灰岩 Satoura Tuff (新称)

模式地：宮戸島里浦一帯

層 厚：80m± (宮戸島), 35m+ (野々島)

分 布：模式地の里浦から南東方向に、大高森～大浜を結ぶ丘陵地の東麓を室浜海岸の南、嵯峨溪一帯。また、里浜部落から南東部の丘陵を越えて月浜まで分布する。一方、浦戸地区の野々島西域の大部分、柏木島付近一帯の小島などに分布する。また、桂島の石浜部落の南東部に、断層によ

って一部が露出している。また、東名の西丸山岬およびその周辺にも分布する。

岩質および岩相：おもに、灰白色または淡青灰色をおびた、一般に、約 1cm~3cm の浮石片を大量にもった塊状の浮石質凝灰岩からなっている。この岩相は、場所によって、水によって分級を受け石英粒を多くもった部分もみられる。また、ときには、シルト岩礫・天然木炭の小片を含むこともある。宮戸島の模式地付近では、安山岩の小さい角礫が含まれている。この礫の含み方は、宮戸島の南東地域にいくにしたがって、礫の量が増すようである。この凝灰岩からは、まだ化石は発見されていない。

層位関係：下位の室浜層とは整合関係である。この凝灰岩の下部は、下位の室浜層のシルト岩塊を多くとりこみ、層理面に平行に配列している。それらの岩塊は、約 1m にもおよぶものがある。このように堆積することは、おそらく、この凝灰岩の堆積の場合は、水中にあったと考えざるを得ない。

宮戸島の西部では、すなわち、里部落と南の月浜をむすぶ地帯の西は、この凝灰岩は、北西~南東の断層によって、後述する上位の浦戸層に接して、これより西には分布していない。

4. 浦戸層 Urato Formation (佐藤, 1949 MS.) 再定義

本層は、さきに、浦戸地区を調査した佐藤俊典によって、この報告で里浦凝灰岩と名づけた野々島付近に分布する凝灰岩も含めて浦戸層の名称を付けたけれども、里浦凝灰岩はさきに述べたので、ここでは、それより上位の岩相に対して、浦戸層と再定義した。

模式地：野々島東部および寒風沢一帯。

層 厚：80m+

分 布：野々島の西城および桂島の石浜付近に分布している前述の里浦凝灰岩の分布地以外は、宮戸島の西部から、寒風沢・野々島・桂島をへて馬放島にいたるまで、すべての島々に分布している。本層の中下部には、後述する桂島角礫岩とする特徴ある岩相がみられ、この岩相の存在で海をへだてた島々の各層準をよく追跡することができる。

岩質および岩相：おもに、凝灰質シルト岩、凝灰質粗粒~中粒砂岩との互層からなっている。下部から上部にかけて、比較的砂がちに移行するようにみえる。さらに、上位に、小浮石片が混入し、黄白色の浮石質凝灰岩がみられる。この岩相は、上部になるにしたがって、砂がちとなり、偽層理も発達してくる。

本層の中下部に、しそ輝石安山岩を主とし、その他、種々雑多な岩質からなる特徴ある角礫質礫岩層が挟在する。その基質は、最粗粒の凝灰質砂岩からなっている。とりこまれている岩塊の大きさは、最大径約 2m にもおよぶが、普通一般には、約 5cm~20cm のものが多い。これらの岩塊の型は、一般には、亜角礫または円礫である。この岩相の下部は、場所によって、基質部がみられないほどに、礫が集合していることもある。比較的上部になるにしたがって、それらの礫は小さくなる。しそ輝石安山岩のほか、シルト岩または凝灰質砂岩などの岩塊も多くとりこまれていて、この岩相の中部以上に、その数が多い。この岩相の上位は、再び下位と同じようなシルト岩と砂岩の互層に移り変わる。

この角礫質礫岩層は、場所によって、なかにシルト岩層を挟み2分されることもあり、ある方向に厚さを減ずる傾向にある。すなわち、船入島付近では 15m にもおよび、桂島付近では 8m~10 m、寒風沢付近では約 8m 前後、宮戸島の里部落付近や波津々浦海岸では約 8m~10m、また、野々島およびその北方の烏帽子列島一帯では約 5m~7m、さらに、宮戸島・大高森付近の丘陵地では、約 5m、大浜・室浜付近では約 3.5m と比較的薄くなる。このように、角礫岩層の厚さの分布をみると、この岩相の分布地域内で、西域もしくは南西域でその厚さを増し、東域にいくにしたがってその厚さを減ずる傾向にある。また、北方にも同様のことがいえそうである。

この岩相は、松島湾内にみられる大小の島々の景観をつくるのに、一そうの趣きをもつ岩相で、桂

島の南西海上に浮かぶ仁王島はその好例である。この報告では、この角礫岩層について、項をべつにして述べるべきであったが、とりあえず、ここでは、浦戸層のなかの1つの部分としてあつかい、桂島によくみられるので、**桂島角礫岩部層**（新称）と名づけることにする。分布は地質図に示した。この岩相は、さきに、桂島集塊岩（佐藤，1949 MS.）と呼ばれたものである。

この桂島角礫岩部層は、浦戸層の分布地域に、よくその特徴をもって追跡できるので、調査の際に鍵層として格好のものである。この部層の挟在で、浦戸層の地質の構造も、よくみることができる。この岩相は、さらに西方に、前述の仁王島、その南の海上にみられる鍋島をへて、七ヶ浜地域の吉田浜に追跡することができる。したがって、桂島角礫岩部層は、七ヶ浜地域の東宮浜層の湊浜シルト岩部層のなかに含む2枚または3枚の rubble layer (Shibata and Fujita, 1966) としての岩相に連続することは明白である。この観点から、浦戸層は、湊浜シルト岩部層に対比した。

これまで述べてきたように、浦戸層は、桂島角礫岩部層の挟在で上下に2分される。しかし、それらの下部と上部の比較的下部の岩相は、同様の岩相で酷似している。ただ、桂島角礫岩部層がみられるために、その層位が認められるだけのことである。浦戸層の下部のほぼ中部の成層する粗粒砂岩は、保存のよくない多くの貝化石を含む。この砂岩層は西から東にいくにしたがってその厚さを減ずる。また、上部層、すなわち、桂島角礫岩の直上、ほぼ、4m～5mの位置にあるシルト岩のなかには、植物破片とともに、これも保存不良の化石を含む。さらに、桂島角礫岩層の上位、約13m～15mの位置にみられる、安山岩質またシルト岩質などの小角礫をもつ最粗粒凝灰質砂岩のなかにも、保存不良の多くの貝化石がみられる。

本項のはじめに述べた本層の最上部にみられる小浮石片を含む砂がちの偽層をもつ岩相は、寒風沢島の東端、およびその北東部の美女ヶ浦、朴島一帯に分布している。

層位関係：宮戸島および野々島に分布する下位の里浦凝灰岩とは、整合漸移の関係にある。この関係は、この地域の露出条件が良好なので、各所で観察することができる。

化石：本層の化石は、保存不良のため採集しにくい。うえにのべた本層の下部の層準は多くの Pectinidae を含む（佐藤 1949 MS; 長谷, 1949 MS）。この産地は、宮戸島の大高森付近一帯・野々島東部および桂島北東部である。さらに、さきに述べた本層の上部から、同じく佐藤・長谷らが多くの貝化石を報告しているが、ここでは省略する。本層の下部は、鳴瀬町東名部落の西の丸山にも分布していて、多くの化石がみとめられる。

宮戸～浦戸地域の層序のあらましを述べたが、隣接する七ヶ浜地域と手樽～野蒜地域をむすびつけるために少々付言する。桂島角礫岩部層の分布から、七ヶ浜地域との対比が可能であることは、すでに述べた。その意味で、馬放島にみられる岩相は、層位的に、浦戸層の下部にあたるとみられ、事実、この岩相の下位には、厚さ約 30m 以上もの塊状凝灰岩が地下水揚水のボーリングによって確認されたという（藤田博志氏からの個人的な連絡）。もし、そうだとすると、馬放島の北西、内裡島付近に分布する松島凝灰岩は、南東に傾斜し、馬放島の岩相の下位にくるとおもわれ、馬放島の岩相の下位の凝灰岩は、松島凝灰岩に相当するものと考えてさしつかえない。したがって、馬放島の北方にみられる材木島をはじめとする島々に分布する岩相は、浦戸層の下部の層準にあたる。

この地域のこれまで述べた各層の分布は、全体として、北西～南東方向に軸をもつ、傾斜約 10° 前後のゆるい波状のうねりをもった地質構造をもっている。また、それらの構造をもちながらも、この地域の比較的南西部では、もちろん、七ヶ浜地域も合わせて、まえにのべた軸に平行に、外洋側一南東方向にピッチしている。したがって、以上に述べた理由から、松島湾のなかの島のない広い地域の海底の大部分は、松島凝灰岩でしめられている可能性がたつと解釈できる。

C. 手樽～野蒜地域

この地域は、さきに述べた塩釜～松島地域と宮戸～浦戸地域をむすぶ、つなぎにあたる地域で、

前記の両地域の説明のなかに、すでに、多くのことをふれたので、ここでは、さして述べる必要もないが、この地域にみられる各地層の記載と若干の問題についてふれてみたい。この地域の中新統は、下から、野蒜凝灰岩・陸前大塚層・白坂山凝灰岩の3層である。このなかの白坂山凝灰岩については、さきに、塩釜～松島地域の項で記載したので、ここでは省略することにする。

これまで発表されている報告のなかで、この地域に分布する層序は、松島地区に分布する地層と岩相の酷似することから、混乱した対比がなされているようにおもわれるので、ここに、あえてとりあげて説明するものである。

1. 野蒜凝灰岩 Nobiru Tuff (武田, 1949, MS.; Hanzawa *et al.* 1953)

野蒜凝灰岩は、さきに、武田実がこの名称を使用し、この報告にしるしたと同じ岩相と分布を記載したが、そのご、Hanzawa *et al.* (1953) は Nobiru Formation の名で呼び、この上位のシルト岩・砂岩の互層も含めて扱ったとおもわれる。この報告では、Nobiru の同名を使用する意味でも、また、将来の混乱を防ぐ意味でも、ここに改めて付記した。

模式地：仙石線野蒜駅一帯

層 厚：60m+ 下限はみえない。

分 布：仙石線に沿う東名・陸前大塚・手樽の各駅周辺に、上位の後述する陸前大塚層の波状のうねりとともに、後述する構造線のために、みえかくれしながら連続して分布する。さらに、手樽南西の松島町磯崎部落北東の丘陵地にまで延びる。この岩相は、松島地区の松島凝灰岩につづくものである。また、国道 45 号線の左坂部落付近に少し分布する。

岩質および岩相：灰白色をおびる塊状の浮石質凝灰岩である。ときには安山岩質の角礫を含むことがあり、また、場所により、火山碎屑物の各粒子の配列のしかたから、水中に堆積したとおもわれる部分もある。この凝灰岩の塊状の部分は、野蒜付近で石材として採られている。この凝灰岩から化石は発見されていない。

層位関係：野蒜凝灰岩は、おそらく、東名西の丸山崎にみられる凝灰岩と同層準とおもわれる。丸山崎の岩相は、宮戸島の里浦凝灰岩の延長と考えるとさしつかえなく、両者の凝灰岩は、同層準のものである。野蒜凝灰岩の下限は、当地域ではみられない。この凝灰岩を後述する陸前大塚層が整合におおう。

2. 陸前大塚層 Rikuzen-Otsuka Formation 新称

模式地：仙石線陸前大塚駅付近一帯

層 厚：約 50m

分 布：模式地から東域に、ほぼ、東西または $N70^{\circ}\sim 80^{\circ}E$ の走向で、約 $10^{\circ}N$ の傾斜で、鳴瀬町上野蒜一帯まで分布している。また、模式地から西域には、 $N70^{\circ}\sim 80^{\circ}W$ の走向で、この地域でも東域と同様に $10^{\circ}N$ の傾斜をもち、古浦北方・富山付近・三浦・早川・名籠の半島一帯・手樽北方の丘陵地付近に分布する。模式地より、西北方向に離れるにしたがって、本層の走向は $N50^{\circ}\sim 30^{\circ}W$ と北よりになる傾向がある。以上の分布のほかに、国道 45 号線ぞいの左坂の東に分布している。また、手樽浦の南の館ヶ崎、磯崎北部に断層で下位の凝灰岩に接して一部露出する。

岩質および岩相：本層は、おもに、シルト岩と凝灰質砂岩または凝灰岩の約 30cm ないし 50cm の厚さの互層からなり、つねに、シルト岩がちの岩相をもつ。場所により、著しく堅硬で暗灰色をしめす。東名大仏山、大塚古浦付近では、粗粒の凝灰質砂岩がちである。この付近では、よく分級された砂とシルトからなる特徴ある岩相をしめす。本層の比較的上部は、淡灰色をしめす硬い塊状の砂岩と灰白色のシルト岩の互層がみられる。それぞれの厚さは、約 3m から 5m におよぶ。国道 45 号線ぞいの萩ヶ森山の北部および南部では、よく分級作用を受けた浮石質砂岩と凝灰質シルト

岩がみられる。これは、左坂および、その北方の十文字部落付近でみられる。

層位関係：本層は、松島地区の初原層の項その他で述べたように、手樽部落北西地域で、松島地区の初原層の砂岩相に、側方に漸移する。また、まえにのべた、よく分級作用をうけた浮石質砂岩シルト岩の薄層理をもつ岩相のうえに、白坂山凝灰岩が整合に重なる。

化石：本層の分布する古浦・呼崎・一の渡付近から、武田 (1949 MS.) は多くの貝化石の産出を報告している。また、野蒜北方に分布する本層から稲井と倉島によって *Desmostylid teeth* が発見されている (Shikama, 1966)。

この手樽～野蒜地域内の富山へ登る山腹付近、早川と古浦の間、名籠付近では、陸前大塚層の走向、傾斜は著しく乱れ、小断層が発達している。さらに、国道 45 号線ぞいの左坂部落付近を境として、その走向・傾斜は東部では北西～南東で北東傾斜をもち、西部では、北東に走向で北に傾いている。

さらに、また、左坂部落付近には、まえに述べたように、野蒜凝灰岩が少し分布している。このような事実から、この地域内には、うえに述べた各地域をむすぶ北西～南東方向の一つの構造帯が考えられる。この構造帯は、おそらく、小断層の集りにつくられ、その落差はそんなに大きなものではない。

まえに述べた松島地区の初原層と本地域の陸前大塚層の岩相の差異、うえに述べた構造帯の存在、さらに陸前大塚層の岩質の堅硬さ、*Desmostylid teeth* の産出など、これまで、この報告の野蒜付近に分布している陸前大塚層の層準を、塩釜～松島地域に分布する浜田層に対比した理由は、うえに述べた諸点にあったかも知れない。また、この構造帯の南東への延長は、宮戸島の里部落の西部、月浜の西に延びるものと解釈できる。

松島地区の初原層の項では述べなかったが、松島海岸北東部の福浦島付近および高城川川口の右岸にみられるシルト岩がちのよく層理の発達した岩相は、松島凝灰岩の上位を明らかに整合に覆うもので、本地域の陸前大塚層に含めるべき層準である。初原層の岩相とは、あまりにも違うので、そこでは意識して述べることをさけた。このように、ごく近い距離にあって、急に岩相の差がみられることは甚だ興味深い。

D. 七ヶ浜地域

この地域に分布する中新統は、おもに塩釜地区に分布する網尻層の最上部の一部・葦山安山岩・東宮浜層・湊浜シルト岩部層などである。これらの各層については、すでに別の報告 (Shibata and Fujita, 1966) で述べてあるので、ここではあまりくわしくふれないことにする。

1. 葦山安山岩 Nirayama Andesite (Shibata and Fujita, 1966)

模式地：七ヶ浜町菫蒲田浜北方の葦山

層 厚：約 40m+

分 布：模式地の南西松ヶ浜の東の岬付近など点々と分布、また、模式地の北東方向、代ヶ崎浜の南の谷をむすぶ線上に点在して分布する。また、本地域内では、こぶ状に分布する。

岩質および岩相：角閃石を含むしそ輝石安山岩、全体としてガラス質である。暗青灰または暗紫色をおびる。斜長石は累帯構造をもっている。ときには、針状流状構造をもつ部分もある。本岩の下限はみられない。比較的上部は角礫質となり、基質は同質の火山碎屑物で膠結されている。本岩は、模式地から側方に漸移し、後述する東宮浜層の下部の角礫質凝灰岩に移行する。本岩は、野外では、特徴ある堅さ、色をもつので、角礫となって他の地層のなかにとり込まれているときでも、一見して区別できる。松島凝灰岩・桂島角礫岩層および東宮浜層はその好例である。少なくとも、本岩の露出は溶岩状のものはあまり見あたらず、集塊岩質または角礫質凝灰岩としてみられる。

2. 東宮浜層 Toguhama Formation (Shibata and Fujita, 1966)

模式地：七ヶ浜町東宮浜付近一帯

層 厚：約 40m+

分 布：仙石線多賀城駅東部から東域，塩釜市網尻の南をへて広く七ヶ浜の半島部に分布する。
ここでは，詳述することを省略する。

岩質および岩相：本層を，その岩相の特徴より，上部，下部に2分した。上部は最粗粒の凝灰質砂岩で代表される。この岩相は，場所により，著しく偽層がみられる。下部は，おもに，暗灰色または灰白色の塊状の角礫質凝灰岩からなっている。この角礫質凝灰岩のなかに含まれる角礫は，おもに，安山岩質の人頭大または巨礫岩塊で，形は角礫または亜角礫である。それらの安山岩塊以外の岩塊は，凝灰質シルト岩・花崗岩・先第三系の砂岩などである。これらの岩塊は，下部より上部になるにしたがって大きさが小さくなる。上記の岩塊のうち，安山岩質のものが最も多く，それらの岩石学的な特徴は，前項でのべた韮山安山岩のものと全く同質である。

上部の厚さは，約 10m 以上で，下部の厚さは約 30m 以上である。

本層の中部，すなわち，下部と上部の間，または，下部付近の層準に，場所によって，よく層理をもつ泥質またはシルト質の岩相が挟まれる。この岩相は，七ヶ浜地域の東部および南部では，その厚さを増している。この岩相が後述する湊浜シルト岩部層である。

この関係から判断して，東宮浜層の上部の砂岩相と，あるいは下部の上部付近の角礫質凝灰岩相の一部は再堆積したものらしい。本層のなかからは，化石はまだ発見されていない。

層位関係：分布地域の西部では，利府層の上に不整合に重なり，また，北部では，塩釜地区から一連とみられる網尻層の上に，一部不整合に，この地域の東部にいくにしたがって整合関係でおおう。

3. 湊浜シルト岩部層 Minatohama Siltstone Member (Shibata and Fujita, 1966)

模式地：七ヶ浜町南部湊浜海岸

層 厚：約 50m+

分 布：模式地より北東部，河川沼の北，君ヶ丘の南西の谷，高山，遠山一帯，七ヶ浜東北部一帯によく分布する。

岩質および岩相：おもに，よく成層したシルト岩がちの凝灰質シルト岩と凝灰質砂岩または凝灰岩との互層からなっている。なかに特徴ある角礫質礫岩層が2枚または3枚挟在する。この岩相は，一般に，分布地域の西部，または北部にいくにしたがって，構成物質の粒度は粗くなり，場所によっては，礫岩層も挟まれる。

層位関係：まえにも幾度か述べたように，東宮浜層の凝灰質角礫岩の岩相の間に挟まれる細粒物質の岩相が，側方に厚くなって認められるので，東宮浜層のなかの一部層として扱い，岩相的に区別した。このシルト岩の単元は，前述の東宮浜層の下部にあたる凝灰質角礫岩の上に直接整合におおっている。また，このなかに挟まれる角礫質礫岩の岩相は，この地域のさらに西域に広く分布する浦戸層の中に挟む桂島角礫質礫岩部層と全く同質のものである。

湊浜付近から貝化石が産出している (Shibata and Fujita, 1966)。

V. 要 約

松島湾周辺に分布する中新統を構成する地層群を便宜上，七ヶ浜・塩釜～松島・手樽～野蒜・宮戸～浦戸の4地域に区分して記載した。上記4地域にみられる層序は，下位層より上位層の順に，つぎのようになっている。

- 1) 七ヶ浜地域：網尻層・韮山安山岩・東宮浜層・湊浜シルト岩部層。
- 2) 塩釜～松島地域：塩釜火砕岩層・佐浦町層・網尻層・松島凝灰岩・初原層・白坂山凝灰岩・

番ヶ森層。

3) 手樽～野蒜地域：野蒜凝灰岩・陸前大塚層・白坂山凝灰岩。

4) 宮戸～浦戸地域：潜ヶ浦火砕岩層・室浜層・里浦凝灰岩・浦戸層。

これらの各地域ごとの層序と対比は Fig. 1 と Tab. 1 に示した。松島地区に分布する番ヶ森層は、仙台市北東部に分布する青麻層に、そのまゝ連続するものである。

化石・火山岩と火山碎屑岩類・地質構造・堆積作用などについての詳細は、いずれ、べつの機会に述べることにしたい。

引用文献

- Bando, Y., 1964, The Triassic stratigraphy and Ammonite fauna of Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 36, no. 1, p. 1-137, 38 figs., 6 tab., pls. 1-15.
- 藤田至則・小池 清, 1953, 宮城県塩釜市付近の中新統. 地質学雑誌, v. 59, p. 39-40, 図 1-2.
- , 1960, 東北日本におけるグリンタフ地向斜の古地理的・造構史の変遷に関する法則性. 地球科学, No. 50-51, p. 22-33, 図 1-13.
- , 沓沢 新・三梨 昂, 1965, 堆積盆地の境界部に発達する断層の研究. 地球科学, No. 76, P. 1-14, 図 1-11, 図版, 1, 表 1.
- Hanzawa, S., Hatai, K., Iwai, J., Kitamura, N. and Shibata, T., 1953, The geology of Sendai and its environs. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 25, p. 1-50, 15 tab., 2 maps.
- 長谷弘太郎, 1949 MS, 松島湾宮戸島の地質. 東北大地質古生物進論.
- 藤岡一男, 1958, 裏日本グリンタフ地域の火山岩層序の概要. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 511-519.
- 市川浩一郎, 1949, 日本における三畳系の時代的区分. 地質学雑誌, v. 55, no. 650, p. 262-263.
- 北村 信, 1959, 東北地方における第三紀造山運動について —奥羽脊梁山脈を中心として—. 東北大地質古生物研報, No. 49, p. 1-98, 図 1-23, 表 1-10.
- 中沢圭二, 1963, 宮城県利府より *Nipponitrigonia* の産出. 地球科学, No. 67, p. 39-40, 図 1-2.
- Nomura, S., 1935, Miocene Mollusca from Siogama, Northeast Honsyu, Japan. Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull., no. 6, p. 93-234, pls. 16-17.
- 生出慶司・大沼昂助, 1960, 東北地方を中心とした「グリーンタフ時代」の火成活動. 地球科学, No. 50-51, p. 36-55, 図 1-13.
- Okutsu, H., 1955, On the stratigraphy and paleontology of the Cenozoic plant beds of the Sendai area. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 26, P. 1-114, figs. 1-34, pls. 1-8.
- 大森昌衛, 1954, 東北日本の第三系の構造の特性. 地球科学, No. 8, p. 1-8.
- 小貫義男・坂東祐司, 1959, 下部および中部三畳系稲井層群について. 東北大地質古生物研報, No. 50, p. 1-80, 図 1-10, 表 1-10, 図版 1-3.
- 佐藤俊典, 1949 MS, 宮城県宮城郡浦戸村諸島の地質について. 東北大地質古生物進論.
- Shibata, T., 1962, Geology of the Sendai and Nanakita-Sanbongi areas, Miyagi Prefecture. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 34, no. 3, p. 239-301, 6 figs., 4 tab., pls. 17-26.
- , T. and Fujita, H., 1966, Preliminary report on the stratigraphy in Shichigahama-machi and its environs, Miyagi Prefecture. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 37, no. 2, p. 165-172, 2 figs., pls. 20-23.
- 志賀正臣, 1937 MS, 宮城県塩釜町利府村付近の地質. 東北大地質古生物卒論.
- Shikama, T., 1966, Postcranial skeletons of Japanese *Desmostylia*. *Paleont. Soc. Japan, Spec. Paper*, no. 12, p. 1-202, pls. 1-12, figs. 1-116, tabs. 1-31.
- 庄司力偉, 1945 MS, 宮城県塩釜・富谷・三本木地塊の地形地質について. 東北大地質古生物卒論.
- 武田 実, 1949 MS, 宮城県広瀬・松島および東部三本木地塊の地形および地質について. 東北大地質古生物卒論.
- Yabe, H., 1918, Geological ages of Triassic deposits of Japan. *Geol. Soc. Tokyo, Jour.*, v. 25, p. 385-388.
- , Nomura, S. and Hatai, K., 1939, Tertiary stratigraphy of Japan since 1923. *Proc. Sixth Pacific Sci. Cong.*, p. 459-474.
- , Shimizu, S., 1927, The Triassic fauna of Rifu near Sendai. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 11, no. 2, p. 101-136, pls. 10-14.
- 安井和夫, 1962 MS, 宮城県塩釜松島及び富谷東方地区の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 八島隆一・生出慶司, 1966, 東北表日本における中新世初期の火山作用と変質作用. 地団研専報, No. 12, p. 103-111, 図 1-4.

Miocene Stratigraphy around Matsushima Bay, Miyagi Prefecture, Japan

Toyokichi Shibata

Abstract

The stratigraphic succession of the Miocene sedimentaries distributed around Matsushima Bay, Miyagi Prefecture, Northeast Honshu, Japan, are described and an attempt is made to correlate them with the Miocene Formations developed in the different areas of Shichigahama, Shiogama-Matsushima, Tataru-Nobiru and the Miyato-Urato areas.

The Tertiary sediments in those areas are composed of marine and pyroclastic sediments of Miocene age. In the Shiogama-Matsushima area, the Miocene sediments are superposed with distinct angular unconformity upon the Rifu Formation (*Daonella*-bearing) of Triassic age and the granodiorite of Cretaceous age. The stratigraphic sequence of the different units and correlation of them in the present area are given in Table 1 and Fig. 1.

The lowest part of the Miocene deposits are characterized by the extensive and good development of pyroxene andesite, and their pyroclastics are found in the Shiogama and Miyato-Urato areas where they are superposed on the basement of Pre-Tertiary rocks. The former is named the Shiogama Pyroclastics, the latter is the Katsugi-ga-Ura Pyroclastics. When the rate of supply of the pyroclastic materials is relatively small, finer clastic sediments such as sand and silt may be deposited upon the above mentioned pyroclastics. In the Shiogama-Matsushima area, the Sauramachi and Ajiri Formations which attain a thickness of more than about 300 meters were deposited, whereas, in the Miyato-Urato area, there are also found the finer clastic sediments of the Murohama Formation which measures about 30 meters in thickness. The differences in distribution, lithology and thickness changes in lithology strongly suggests that the conditions under which sedimentation proceeded was different in respective areas.

The Miocene marine transgression in the present area was surrounded by upwarping which was accompanied by rather acidic volcanic extrusions of the Nirayama Andesite and Toguhama Pyroclastics in the Shichigahama area, the Matsushima Tuff in the Shiogama-Matsushima area, the Nobiru Tuff in the Tataru-Nobiru area and the Satoura Tuff in the Miyato-Urato area. Those pyroclastics can be traced over wide areas. In the north-western and western parts of the present area, that is, the Matsushima and Shichigahama areas, the pyroclastic deposits are found to contain variously shaped huge blocks of the same lithology as the essential blocks in the pyroclastics of the other areas. These pyroclastics directly cover with unconformity the subjacent Sauramachi and Ajiri Formations and the Triassic Rifu Formation. Thus, from the depositional aspect of the pyroclastics in the area mentioned above, it is inferred that the depositional environment might have been terrestrial. In the Shichigahama area, the pyroclastics and finer clastic sediments (Minatohama Siltstone Member) are in intimate relation, at places, they interfinger with

one another. The Minatohama Siltstone Member can be traced downwards into the Ajiri Formation with conformity in the Shiogama area. Two or three layers of breccia facies intercalated with numerous of cobble to boulder size blocks are interbedded in the siltstone member. The siltstone facies with breccia layers can be traced eastwards into the Urato Formation in the Miyato-Urato area where marine Miocene molluscan fossils have been found, and it covers the Satoura Tuff with conformity. The formation is correlated to the Rikuzen-Otsuka Formation in the Tetaru-Nobiru area. This formation is composed of finer clastic sediments, mainly, of an alternation of compact siltstone and sandstone intercalated with some pumiceous pyroclastic layers instead of the breccia layers mentioned above. The Hatsuhara Formation in the Matsushima area and the Rikuzen-Otsuka Formation are underlain with conformity by the Matsushima Tuff which corresponds to the Nobiru Tuff in the Tetaru-Nobiru area in stratigraphic position, and is covered with conformity by the Shirasakayama Tuff in this area. The Hatsuhara Formation comprises cross-laminated tuffaceous sandstone, which grades laterally into finer clastic sediments in the Rikuzen-Otsuka Formation. The sandstone of the Hatsuhara Formation has yielded many marine molluscan fossils of Miocene age. The distribution of the Hatsuhara Formation is restricted to the west of the "the Rifu-Nagamachi Tectonic Line". The Shirasakayama Tuff consists of acidic pumiceous tuff, and is covered by the superjacent Bangamori Formation, which is composed almost of sandy sediments. The Bangamori Formation can be traced into the Aoso Formation in the area north of Sendai City.

In the present area, it seems evident that deposition of the sediments proceeded during continued uplift of the sedimentary basin, and that a terrestrial environment was experienced during a certain phase of the Late Miocene or Pliocene Epoch in the area.